

①世界最高水準の拠点形成実現に向け最重要視している事項
劇的変化メカニズムの解明

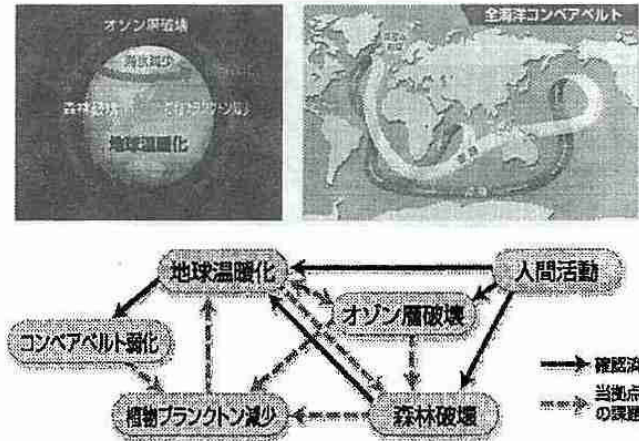


図 1: 21 世紀 COE プログラム「生態地球圏システム激変の予測と回避」の概要

良い。オゾン層およびその破壊物質の現状について、World Meteorological Organization (WMO) による最新のレポート (WMO, 2003) から代表的な項目をいくつかピックアップしてみよう:

- 対流圏において、オゾン破壊物質の総量 (total combined effective abundance of ozone-depleting compounds) は、1992-1994 年をピークに減少しつつある。
- 成層圏においては、臭素総量が依然として増加傾向にあるものの、塩素総量の増加は頭打ちになりつつある。
- 南極地方の春季オゾン破壊 (いわゆる南極オゾンホール) の形成) は、過去 10 年間にわたり継続してきた。
- 北極域においても、冬季が低温の年には 30 % に達するオゾン全量の減少が観測されている。
- 中緯度のオゾン破壊は依然として続いており、1980 年代と比較すると 1997-2001 年の値は約 3 % 少なかった。
- 化学過程を含む気候モデルを用いた数値実験によれば、南極地方の春季オゾン量は 2010 年までには増加に転じると予想される。
- 北極域のオゾンは変動性が大きいいため破壊量の予測は困難であるが、南極オゾンホールに匹敵するようなオゾン破壊が北極域で起こるとは考えにくい。
- 大気中の塩素・臭素負荷量の減少によりオゾン層の回復が期待されるが、他の要素の寄与も考慮に入れる必要がある。ここで想定されている「他の要素」には、(主として二酸化炭素の増加による) 成層圏の低温化、大気中の輸送過程の変動、メタンと亜酸化窒素の増加による寄与などが含まれている。

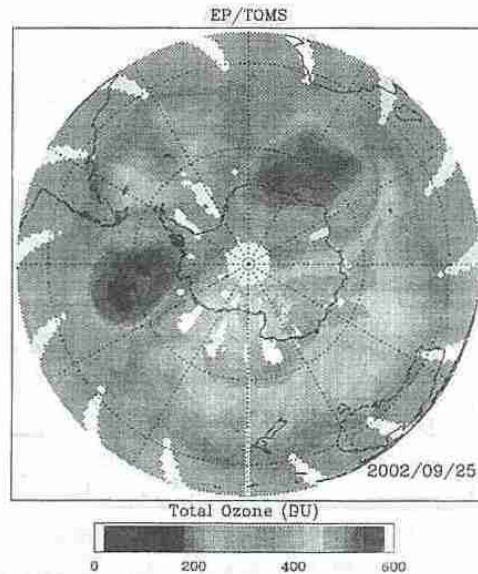


図 2: 2002 年 9 月 25 日の南極上空のオゾン全量分布。NASA が公開している人工衛星 Earth Probe 搭載 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) による観測値を用いて作図

- 過去 20 年間にわたって継続している成層圏の低温化は、オゾンの減少と温室効果ガス・水蒸気の増加とに起因する。

様々な項目が列挙されているが、南極オゾンホール形成メカニズムは概ね理解されたというのが共通認識で、現在は、期待されるオゾン破壊物質の大気中濃度減少に伴って、オゾン層が予想通り回復するかを見極める段階であると言って良からう。このような書き方をすると、南極春季オゾンが増加に転じる 2010 年頃まで寝て待てばよいように思われるかも知れないが、決してそうではない。それは、オゾンホールに関連して、今まで観測されたことのない特異な現象が生じており、我々はまだそれを理解していないからである。

3. 21 世紀 COE としての問題意識

2002 年の南極オゾンホールは、9 月後半に 2 つに分裂した (図 2)。これは、成層圏突然昇温と呼ばれる現象に伴って極渦が分裂したことに対応する。極渦というのは、極夜ジェットと呼ばれる西風により形成され極を周回する大規模な渦のことで、太陽の当たらない極夜条件下で極成層圏の気温が低下する結果、中緯度との温度差に比例して上空の西風が強化されることにより形成される。オゾンホールの形状は、この極渦の形で決まるのである。北半球においては、惑星規模の海陸分布が発達しているため、対流圏で励起された大気波動(プラネタリー波)が成層圏まで伝播して極渦を変形させ、短時間の内に平均帯状風を西風から東風に変えてしまうことがある。これが成層圏突然昇温で、北半球では 2-3 年に一度くらいの頻度で観測されている。しかし、南半球は南極大陸を中心とした比較的対称性のよい海陸分布をしているため、極渦が円形に近い構造を保ちながら安定して存在する。

南半球における成層圏突然昇温の発生-極渦の分裂は、成層圏科学者にとって衝撃的であった。図 1 に書き込まれているように、極渦は温暖化によって強化されると予想されており、単純に考えれば、成層圏突然昇温は起こりにくくなると思われるからである。これが地球温暖化に伴う気候変動の一側面を表しているのか単なる偶然に過ぎないのか、判断

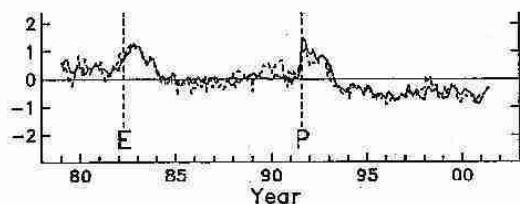


図 3: 高度 17 km 付近の全球平均温度の長期変化。E と P は El Chichón と Pinatubo 火山噴火を示す (WMO, 2003)

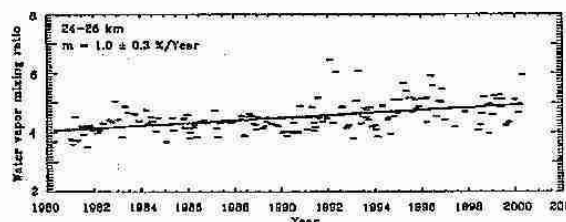


図 4: 下部成層圏における水蒸気混合比の長期変化。Boulder 上空における水蒸気ゾンデ観測に基づく結果 (SPARC, 2000)

する根拠を我々はまだ持ち合わせていない。

オゾンの減少と並び、成層圏における長期変動としてよく知られている事実には、温度の低下 (図 3) と水蒸気の増加 (図 4) が挙げられる。成層圏の低温化は温室効果ガス増加やオゾン減少によるものと理解されているが、水蒸気の増加についてはその約 1/2 が人為起源のメタン放出量の増加により説明されると言われているものの、詳しいことは分かっていない。いずれにせよ、南極オゾンホールが形成が始まる以前の状態にまでオゾン層破壊物質が減少したとしても、成層圏は以前のままの成層圏ではなくなってしまっているのである。1970 年代以前とは異なる大気環境の下で、オゾン層が期待通りに回復する保証はない。実際、成層圏の低温化は極渦の安定化によってオゾン破壊反応場の維持に貢献するだけでなく、PSC の生成を促進することによって極域春季下部成層圏で Cl 生成量を増加させるであろう。また、PSC は水蒸気の凝結により成長するため、成層圏水蒸気の増加は PSC の発達を促すであろう。これらはいずれもオゾン層の回復を妨げる方向に働く (Shindell et al., 1998)。中緯度においても、成層圏における低温化と水蒸気の増加にตอบสนองしながら、エアロゾル表面における異相反応により成層圏オゾンは減少してきたと考えられている (Dvortsov and Solomon, 2001)。

このように、成層圏の気候を対象とする科学は、オゾン層回復を一つのキーとしながら、中緯度をも含めたオゾン層長期変動の注意深いモニタリングと成層圏水蒸気の増加メカニズムの解明、温暖化等の気候変動に対するその影響評価などを主要な課題としながら発展してゆくと予想される。ここで注目すべきことは、地球規模における環境破壊として並び称されてきたオゾン層破壊と地球温暖化とがもはや独立した研究テーマではなく、相互の依存性を明らかにしながら解明されなければならない時代になりつつあるということである。2002 年南極オゾンホールの分裂は、それを端的に示しているように思われる。これらの間に潜む相互作用の解明に対する貢献、それが 21 世紀 COE プログラムに参加する我々の大きな目標である。

それでは、この課題に具体的にどのように取り組んで行くのか。我々は、観測による貢献という立場から次のようなテーマで研究を進めようとしている:

1. 水蒸気ゾンデ Snow White の改良: 成層圏は極度に乾燥しているため、精度良い水蒸気観測を行うには高度の技術が必要である。Snow White は、成層圏をも観測対象としながら商品化されている唯一の鏡面冷却型水蒸気ゾンデである。上部対流圏 (UT) から下部成層圏 (LS) における測定の障害となってきた問題点にも、ようやく解決の目処が立ちつつある。製造元と協力しながら、UT/LS 領域でも利用可能な測器とし

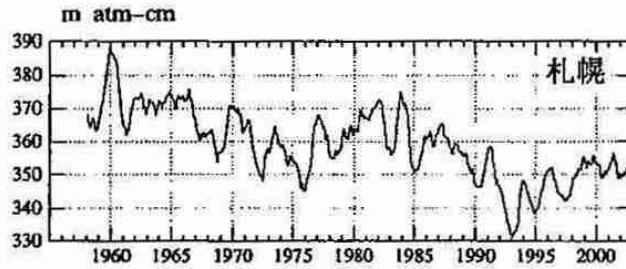


図 5: 札幌におけるオゾン全量の長期変動。季節変動を取り除いた時系列で示す (気象庁, 2003)

て Snow White を完成させたい。

2. 成層圏水蒸気の継続的観測: 前項で述べた技術的困難さの故に、米国 Boulder 上空における NOAA による観測が長期間にわたる成層圏水蒸気観測としては唯一である。不足する観測データを補うために、我々は改良型 Snow White を用いて札幌上空 UT/LS 領域の水蒸気観測を継続的に実施する。
3. オゾンゾンデ観測: 日本のオゾンゾンデ観測は 1960 年代に気象庁により開始され、現在では札幌管区気象台を含む国内 4 カ所で毎週一回の割合で実施されている (図 5)。定常観測は、この気象庁の観測で十分と考えられるが、使用されている明星電気の測器は、世界標準となっている Electrochemical Concentration Cell (ECC) 法と電極の材質などが異なっている。そこで、我々は ECC を用いた観測を気象台の観測に同期させて年に数回実施し、検証用データとして提供する。また、北海道上空に極渦の断片が到達する場合などには定常観測では対応できないので、集中観測を機動的に実施する。後者の観測は、国立環境研究所と共同で行う予定である。
4. 若手研究者の育成: COE は単なる研究費ではなく、若手研究者の育成も重要な課題である。我々は、教育カリキュラムの一環としてオゾン-水蒸気ゾンデ観測を実施することにより、学生にゾンデ観測を体験する場を提供している。コンピュータ・ネットワークを利用した検索の普及により、多くの情報が居ながらにして手に入ることは便利ではあるが、その反面、データはどこかから与えられるものという意識を学生に植え付けることになりかねない。他に類例を見ない我々の取り組みにより、測定器を自ら操作し必要なデータを自分で観測することの意義を学生にも理解させたい。

4. おわりに

オゾンホール形成は極域に限られるが、その将来予測には全球をカバーする観測の蓄積が必要となる。成層圏を対象とする大気科学は、必然的にグローバル科学とならざるを得ないのである。北海道の特異性に着目することは重要であるが、全球的視野を欠くことはできない。観測体制の構築や研究費の捻出には、国際的な連携が必要となる。21 世紀 COE プログラムは、政府により選別された拠点が互いに競い合うという側面のみ強調され、地球規模の問題を解決するために拠点間の連携を構築しようとする視点に欠ける。研究者の側は、そうした既成の枠組みを突破しようとする意識を常に持ち続ける必要がある。

我々は、熱帯域におけるオゾンと水蒸気の変動を明らかにするために Soundings of Ozone and Water in the Equatorial Region (SOWER) と呼ばれる国際プロジェクトを組織し、東部太平洋の Galápagos 諸島、中部太平洋の Christmas 島、西部太平洋の Indonesia などでのゾンデ観測を実施してきた。成層圏水蒸気を理解するには、その入り口で対流圏からの流入を制御する役割を果たしている熱帯域を無視した研究はあり得ない。幸い、科学研究費等により我々は熱帯域での観測も継続することができる。熱帯域における成層圏水蒸気のトレンド検出と成層圏の乾燥状態を支配する脱水メカニズムの解明は、当面する SOWER の主要課題である。こうした活動を通して発展途上にある国で暮らす人々と共同で問題解決に当たることは、互いの信頼関係を構築する上で極めて重要である。そうした努力を抜きにして人工衛星を用いた上空からの温室効果ガス排出量監視により排出規制を遵守させようとするなら、大国として技術力・経済力を誇示することはできても、問題解決の障害になりはしないかと私は懸念している。

オゾンホールメカニズムが科学的に解明されても、それを解消するためにできることは、オゾン層破壊の原因となる物質の排出を止めることだけで、自然の持つ浄化メカニズムに頼るしか回復の手はない。オゾン層破壊は決して過去の問題ではなく、いま我々が学ぶべき教訓は少なくない。成層圏科学者は人為起源の塩素化合物によるオゾン層破壊の可能性に気付きながらも、オゾンホールの予測に失敗した。実際のデータにその兆候が現れてからでさえ、その重要性に気付くには時間がかかったし、TOMS で捉えられた観測値は異常に低い値として自動的に削除されていて誰も注意しなかったと言われている。そのような失敗を繰り返さない英知を人類が持ち合わせていることを期待したい。

謝辞

原稿に目を通して適切なコメントを下された北海道大学大学院地球環境科学研究科の池田元美研究科長と山崎孝治教授に感謝します。

参考文献

- Chubachi, S., 1984: Preliminary results of ozone observations at Syowa station from February 1982 to January 1983. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Iss.*, **34**, 13-19.
- Dvortsov, V. L., and S. Solomon, 2001: Response of the stratospheric temperatures and ozone to past and future increases in stratospheric humidity. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7505-7514.
- Farman, J. C., B. G. Gardiner, and J. D. Shanklin, 1985: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature*, **315**, 207-210.
- 気象庁, 2003: オゾン層観測報告: 2002. ISSN 1344-7335, 67 pp.
- Shindell, D. T., D. Rind, and P. Lonergan, 1998: Increased polar stratospheric ozone losses and delayed eventual recovery owing to increasing greenhouse-gas concentration. *Nature*, **392**, 589-592.
- SPARC, 2000: SPARC Assessment of Upper Tropospheric and Stratospheric Water Vapour, D. Kley, J. M. Russell III, and C. Phillips, Eds., WCRP 113, WMO/TD-No. 1043, SPARC Report No. 2.
- WMO (World Meteorological Organization), 2003: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002, Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 47*, 498 pp., Geneva.

—発表会要旨①—

平成15年度 第1回支部研究発表会要旨

日 時：平成15年6月6日（金）13時40分～15時20分

場 所：北海道大学百年記念会館大会議室

- 1 天気予想と台風 その510
一般会員 松木 昇
- 2 Diurnal Variation of Meso-scale Cloud Cluster During Meiyu Period in Eastern China12
北大院・地球環境 李 竹暁
北大・低温研 藤吉 康志
北大・低温研 川島 正行
- 3 北大低温研の新気象観測システム紹介14
北大・低温研 藤吉 康志
- 4 2001年12月10日～11日の札幌の豪雪16
札幌管区気象台 中山 寛
根室測候所 森本 真一
気象庁数値予報課 工藤 淳

1. 天気予想と台風その五

松木 昇

この表は昭和三十年八月十六日より計算を始めた物です。二十六日、二十五日、二十四日、二十三日、また二十三日、二十四日、二十五日、二十六日、繰り返し計算して来ました。すると計がこの数字になります。そうして、A中Bは四分分します。そのようにして太陽黒点を観測した物を表に入れて行きます。*印は太陽黒点が中央子午線を通した日です、計A中Bの横に数字が有ります、すべて太陽黒点が通過しています。それで天気予想の作り方に成りますが、平成一三年の太陽黒点が通過した日、平成一四年の数字と合わせたのが、平成一四年の表です。中のBの間近くに連続して太陽黒点が通過しています。その所を低温にします。低温の予想の所に台風の上陸、接近を予想します。

それが別表の様になります。台風六号が合いませんが他は合って居ました。

	計		A		中		B	
H 1 3年 8月	19	*23	26	*29	9/1	*3	7	*10
9月	13	*17	20	*23	*26	*30	10/3	
10月	*9		*16	*20	*22	*27	29	*31
11月	*4		*12/5		*17	*20	23	
12月	*29	*1	29		11	*15	17	*21
12月	23	*27	21	*2	*1/4	*7	*10	*13
14年 1月	15	*17	25	*25	*27	*31	*2/2	*5
2月	*7	*11	*13		19		25	

* 太陽黒点が中央子午線を通過した日

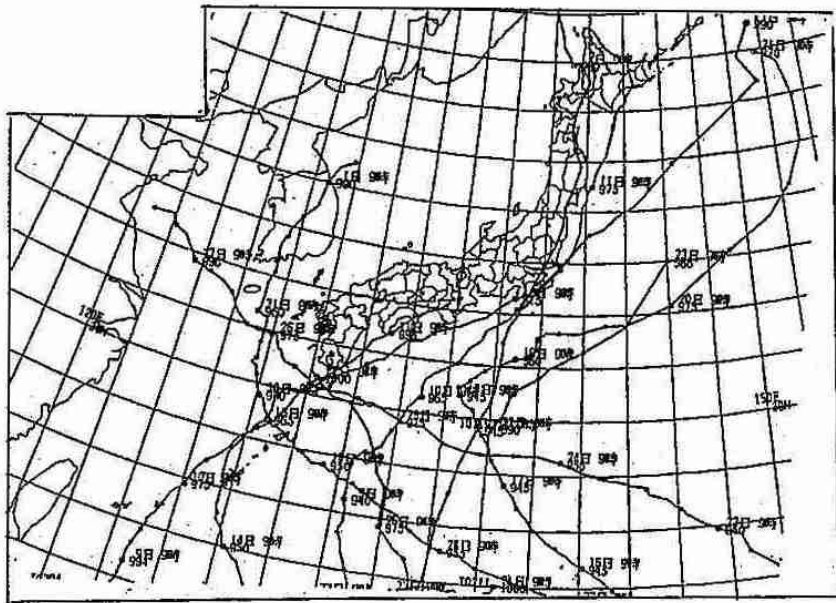
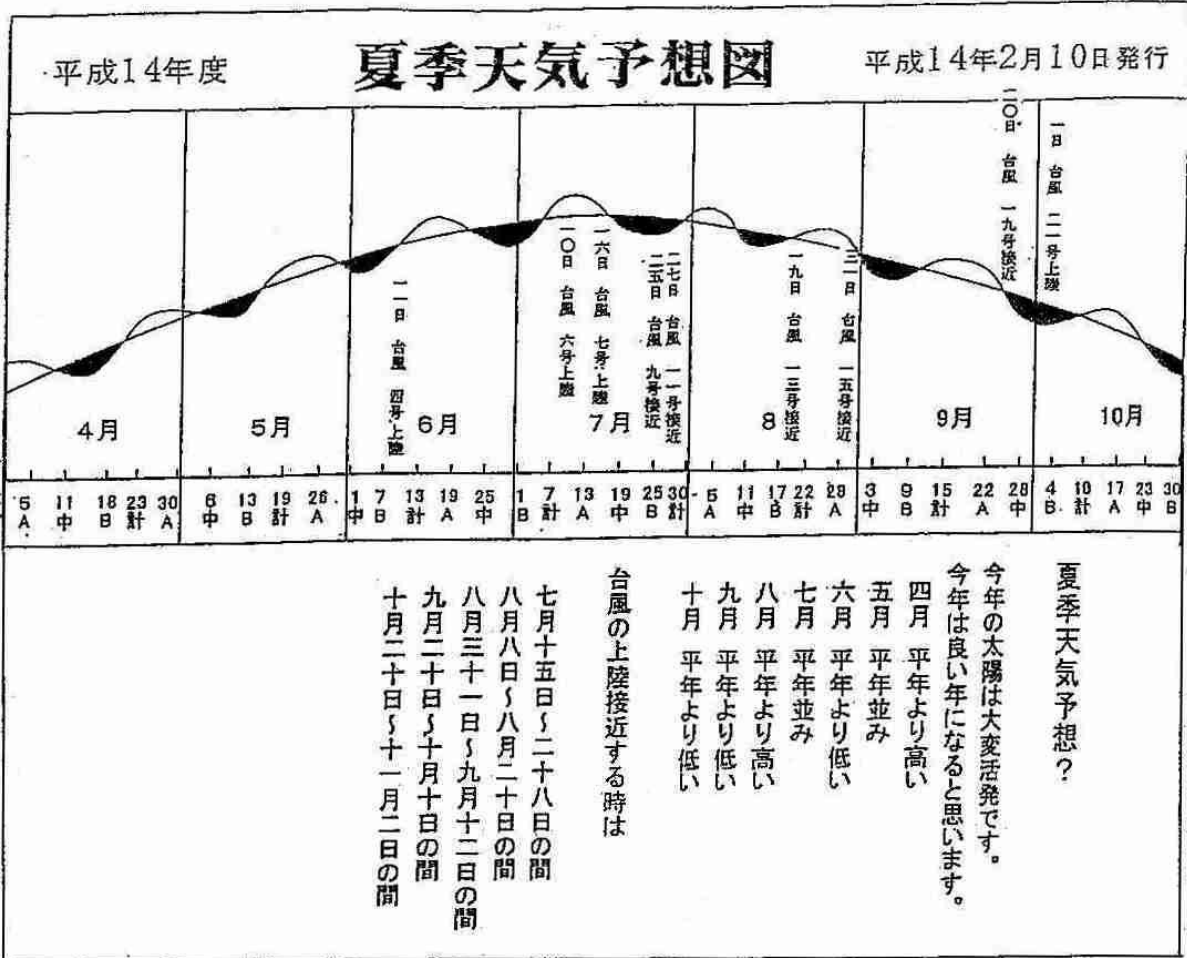
	計		A		中		B	
H 1 4年 3月	28	*4/3	5	*8	11	*14	18	*21
4月	23	*27	30	*5/3	*5/6	*9	13	
5月	*19		*26	*30	*6/1	*5	7	*9
6月	*13		*19		*25	*28	7/1	
7月	*7	*10	*13		19	*23	25	*29
8月	30	*3	8/9	*9	*11	*14	*17	20
8月	22	*29	28	9/1	*3	*7	*9	*12
9月	*15	*19	*22		28		10/4	
10月	10		17		23		30	

* 太陽黒点が中央子午線を通過した日

この天気予想図は一四年二月十日に作ったのです。

この天気予想図は一四年二月十日に作ったのです。

台風の上陸接近する時期の予想も同時に行っています。そうして台風が日本に上陸接近した日を十月に新聞天気図を基に記入したものです。



台風経路図 (網走地方気象台より資料を戴きました)

2. Diurnal variation of Meso-scale Cloud Cluster During Meiyu Period in Eastern China

- Zhuxiao Li, Yasushi Fujiyoshi, Masayuki Kawashima

1. Introduction

Meso-scale cloud cluster that produces heavy rainfall and have great effect on energy and water cycle is very important weather system. Diurnal variation is an important aspect in the evolution of cloud cluster in many places and was studied by many researchers. In Eastern China, during Meiyu period, meso-scale cloud cluster occurred frequently along the Meiyu front and was mainly responsible for the rainfall, whereas the diurnal variation of the meso-scale cloud clusters there was remained unclear. This study was purposed to investigate the diurnal variation in evolution of cloud cluster occurred in Eastern China during Meiyu period and what factor mainly contribute to the diurnal variation.

2. Data:

Hourly GMS-5 infrared TBB data and 6 hourly GAME reanalysis product ver.1.5 during period June, July and August of 1998 and June and July of 1999 was mainly used in this research, the study domain is 110-120E, 20-40N.

3. Results:

It was found that there is an obvious diurnal variation in the evolution of cloud cluster. Fig.1 shows hourly dominant peak occurrence frequency for all the 61 analyzed meso-scale cloud clusters occurred in Meiyu period of 1998 and 1999. It is significant that the cloud clusters tend to peak at evening or midnight to very early morning time. The cloud cluster can be divided by their dominant peak time into two types: Midnight Type and Evening Type. The number of cloud cluster for Midnight type is much larger than that for evening type. It was also found that the cloud cluster life span of Midnight-type was also longer than that of Evening type and the averaged very deep convection peak area in midnight type cloud cluster is much larger than that in evening type cluster (not shown). These features suggested that the midnight convection peak is much intense than the evening peak.

As well known, the evening peak was resulted from the boundary layer heating due to solar radiation. The following figures show some analysis results on the try to know the mechanism of the intense midnight peak of cloud clusters. Fig.2 indicate diurnal variation of time averaged water vapor convergence distribution at 925mb for 1-15 August of 1998. It was obvious

that the area and intensity of moist convergence within the Meiyu-front zone at 2(26) LST is much larger than that at other time especially larger than that at 14 LST. The larger low level water vapor convergence was suggested to response to the midnight convection peak of cloud cluster.

Fig.3 display the diurnal variation of northward water vapor flux and wind distribution in Eastern China at 925mb for August of 1998. It was noticed that the maximum northward water vapor flux at 2(26) LST is almost 2 times as much as the maximum flux at 14 LST to south of Meiyu-front within a large domain (25-32N). The nocturnal enhanced northward water vapor flux to south of Meiyu-front was suggested to mainly contribute to the water vapor convergence at midnight. Also it was obvious that the northward wind south to Meiyu front zone was strengthened largely at 2 (26) LST within a large region, this was suggested to responsible for the corresponding larger water vapor flux, on the other hand, the wind within Meiyu front zone was weak at all time, as a result, the nocturnal water vapor convergence within Meiyu-front zone increase largely.

The nocturnal enhance of northward wind was proposed to result from direction shift of ageostrophic wind. Fig.4 shows the diurnal variation of ageostrophic wind distribution at 925mb. At 14 LST the ageostrophic wind was westward, it deviated left into almost northward at 2 LST. The left shift of ageostrophic wind was suggested to be caused by the heat turbulence difference in frictional layer between daytime and midnight time, the process was schematically illustrated by Fig.5, herein the frictional force (F) indicate the effect of boundary layer heat turbulence mixing on wind.

4. Summary:

An obvious diurnal variation was found in the evolution of meso-scale cloud clusters in Eastern China during Meiyu Period, the cloud clusters tend to peak at Midnight to very early morning time or evening time. The midnight convection peak is more intense than the evening peak. The nocturnal enhanced moisture convergence at low level around Meiyu front due to the increase of northward water vapor flux at night to the south of Meiyu-front was proposed to mainly contribute to the midnight convection

peak of cloud cluster.

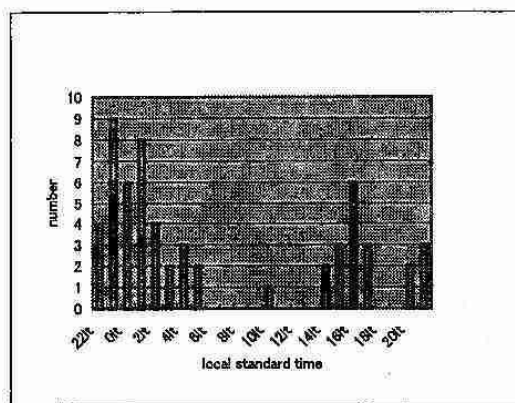


Fig.1 hourly main peak occurrence frequency for all the analyzed cloud clusters in 1998 and 1999.

9808 diurnal variation of ageowind distribution at 925mb

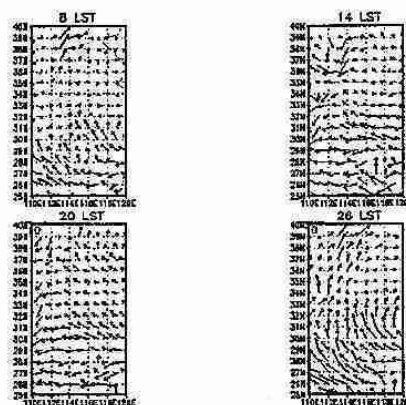


Fig.4 . Diurnal variation of Ageostrophic wind distribution at 925 mb for 1-15. Aug of 1998.

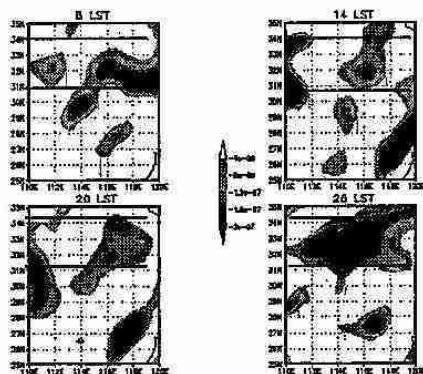


Fig.2 6 hourly horizontal water vapor convergence distribution at 925mb averaged for 1-15 Aug. 1998. Domain within the two black line(about 31-34N) indicate Meiyu front zone.

water vapor flux and wind distribution at 925mb for August of 98

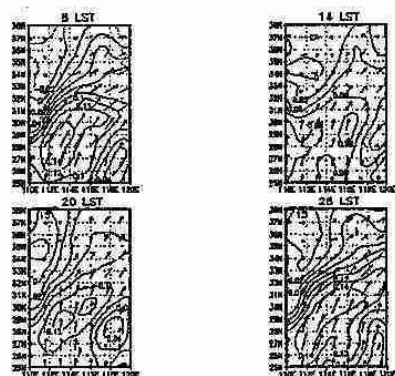


Fig.3 6 hourly water vapor flux and wind distribution at 925mb for 1-15 Aug of 1998

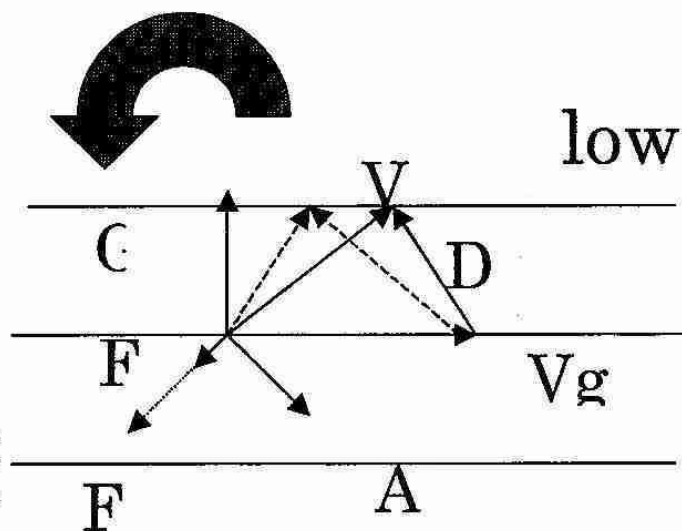


Fig.5. Schematic of left deviation of ageostrophic wind at 925mb by enhanced heat turbulence mixing (F') in daytime in frictional layer.

3. 北大低温研の新気象観測システムの紹介

藤吉康志 (北大低温研)

1. 新観測システムの狙い

これまで低温研の気象グループが使用してきた大型のリモートセンサーは、降雨・降雪機構の解明に重点を置いた観測システム(すなわち、Xバンドドップラーレーダーによる観測)であった。しかし、モデルの多要素化(すなわち、計算して出力される値が物理量ばかりではなく、大気化学成分、エアロゾル濃度など)や高解像度化(雲解像モデル、LES、高分解能 GCM など)、他分野(特に生態系)との共同研究が進み、モデルの改良や検証の上からも測定項目が多様化せざるを得ない。そこで、本研究所では、エアロゾル、境界層、上・下層雲・非降水雲など、水循環、乱流・放射エネルギー収支、物質輸送、およびそれらの基となる素過程を総合的に研究する「雲科学」研究を推進することを狙いとして、以下の観測システムを構築した。

2. 上空のエアロゾル粒子の長期モニタリング

低温研の屋上では、スカイラジオメーターという太陽光の散乱を利用した光学機器を用いて、上空のエアロゾルの粒径分布の連続測定を5年以上継続して行っている。この観測から、札幌にも黄砂が頻繁に襲来することや、シベリアの森林火災の影響も現れることを報告した(Aoki and Fujiyoshi, J.Meteor.Soc.Japan, 2003)。しかし、この装置では上空のエアロゾルの鉛直分布が測定できないことと、夜間の観測が原理的に不可能であった。そこで、国立環境研究所と共同してライダーを用いた連続観測をこの2月から開始した。このライダーの波長は532nmで偏光解消度も同時に測定できる。図1は、2003年4月11日から20日までの測定例である。16日を中心に偏光解消度が大きく(下段)、黄砂の襲来が明らかである。

が得にくいいため移動観測設備としてはやや不便である。そこで我々は、小型のドップラーライダーを用いて地上から上空約1 kmまでを、高度分解能20 mで10分間隔で観測を行っている。この装置は、小型であるので動観測が容易であり、研究観測船「みらい」にも搭載して北極海で観測を行った。ただ、ドップラーライダーでは騒音の問題が生じることと、強風や大気条件によってはほとんど観測ができないことも多い。

そこで我々は、3次元ドップラーライダーを導入した(図2)。使用波長は1.5 μmでアイセーフであり、測定範囲は半径約10kmである。この装置はミラーを使ってレーザー光を3次的に走査することが可能であり、エアロゾルの濃度とエアロゾルや大気の大気疎密を利用して上空の風の測定を行うことができる。もちろん、雲粒や氷晶も散乱体として利用できる。

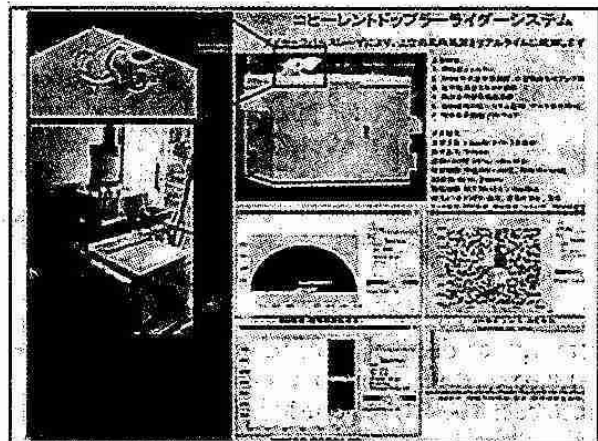


図2: 3次元ドップラーライダーの概観と測定例

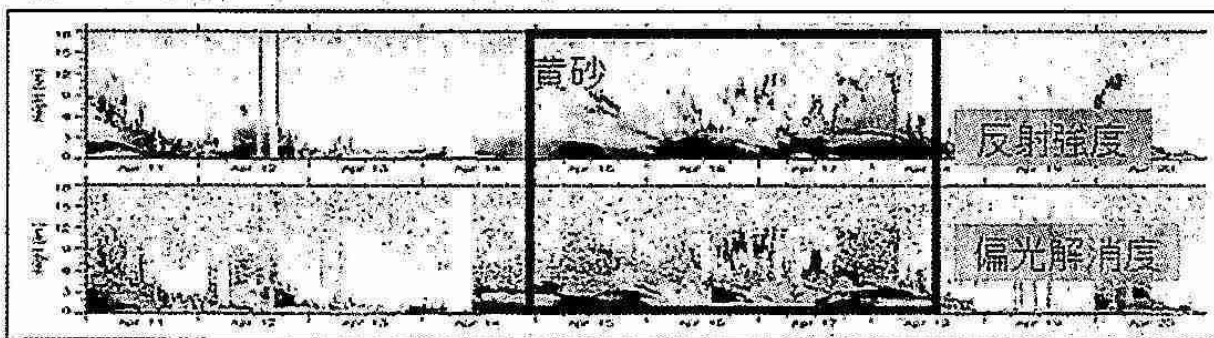


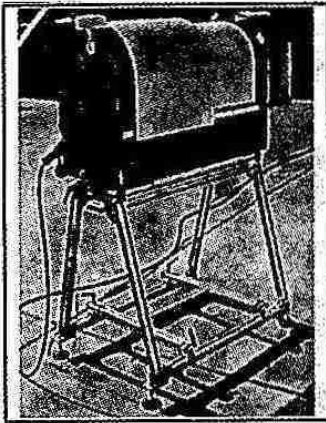
図1: ライダーの観測例(2003年4月11日から20日まで)。上段は通常の反射強度、下段は偏光解消度の時間・高度断面図である。

3. 風向・風速の鉛直分布の連続観測

天候によらず下層から上層までの風向・風速を測定する装置としてウィンドプロファイラーが有力であり、気象庁では全国に観測網を展開している。しかし電波許可

4. 気温・湿度の鉛直分布の連続観測

気温の鉛直分布は、ウィンドプロファイラーと音波ライダーとを組み合わせた RASS と呼ばれる装置で測定可能であるが、高度が高々数 km までである。湿度の鉛直分布は、ラマンライダーを用いて連続的に測定する試みがなされているが、まだ試験段階でありかつ装置も高価で移動観測向きではない。そこで我々は、走査型マイクロ波放射計(図3)を導入して、気温と湿度の鉛直分



布、鉛直積算雲水量、および可降水量の連続観測を開始した。精度の検証はこれからであるが、高度 10km までの気温と湿度の鉛直分布が約 10 分間隔で測定可能である。

図 3 : マイクロ波放射計の概観

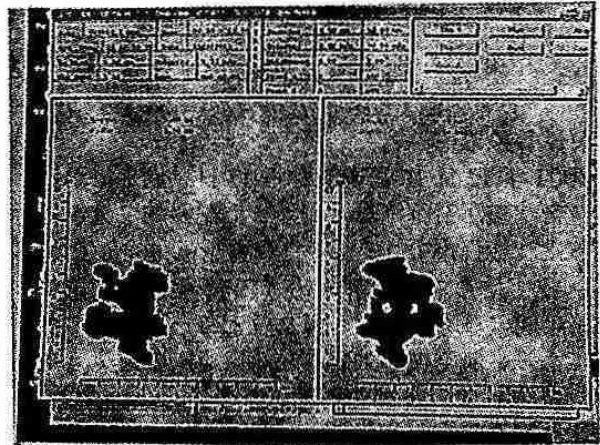


図 5 : 撮影された雪片画像

5. 新ドップラーレーダーシステム

我々は、従来の X-バンドドップラーレーダーを改造するとともに、新たにもう 1 台のドップラーレーダーを導入した。両レーダーとも遠隔制御が可能であり、2 台のドップラーレーダーのデータを解析することにより、ほぼリアルタイムで、風の 3 次元分布およびレーダーエコーの 3 次元構造を作成することが可能である(図 4)。



図 4 : 石狩の美登位にある北海道開発局の敷地に設置した X-バンドドップラーレーダーの概観と観測データ、およびレーダーエコーの 3 次元表示画像。

6. 地上降水粒子測定

降水粒子の粒径分布を測定する装置は、古典的な「ろ紙法」から、マイクロフォン型や光学式のものまで数多く存在する。雨滴の場合にはほぼ球形であり、落下速度と大きさとの関係もほぼ一意的である。しかし、降雪粒子の場合には形が複雑でかつ落下速度と大きさとの関係も一義的には決まらない。そこで、形(2次元)と落下速度を同時に測定する装置として、2次元ビデオディストロメータ(2DVD)を導入した。同様の測器は我が国では以前から開発はされていたがほぼ全自動で移動型というものは無かった。この装置はまた超音波風速計(3成分)も備えているため、粒子の落下速度と終端速度とを区別してデータセットを作成することが可能である。図 5 は、本装置を用いて直交する向きから撮影された雪片の画像である。このようなデータを用いて、形だけではなく、断面積を求めることも可能である。

7. 潮流の観測

北大低温研の流水観測施設では、この 30 年間流水レーダーを用いて流水観測を行ってきたが、老朽化が激しくシステムの変更を余儀なくされた。そこで、オホーツク海沿岸の潮流と、宗谷海峡を抜けて日本海からオホーツク海へ流入する宗谷暖流を連続的にモニタリングする目的で、宗谷海峡域に 3 基(納沙布、猿払、宗谷)、紋別沖海域に 2 基(雄武、紋別)海洋レーダーが設置された(図 6)。観測域は宗谷海峡域が 60-70 km、紋別沖海域が 45 km である。この海洋レーダーでも流水域をとらえることは可能であるが、従来の流水レーダーの代わりとしては、先に紹介した 2 台の X-バンドドップラーレーダーをオホーツク沿岸に展開する予定である(ただし冬季のみ)。また、これまで紹介した他の装置も同時にオホーツク沿岸で観測を行うことになっている。

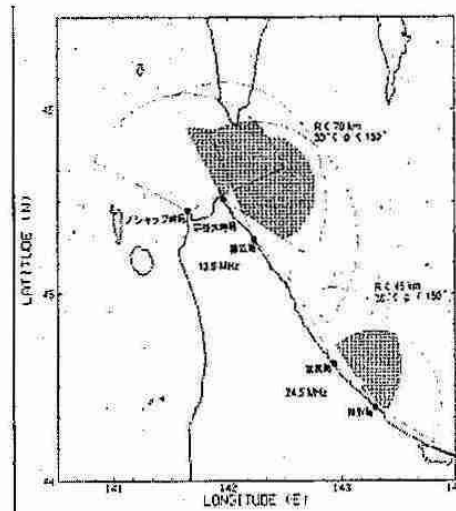


図 6 : 海洋レーダーの設置場所と観測範囲

8. まとめ

ここで紹介したシステムで長期モニタリングと移動観測を行い、従来の気象グループはもとより、境界層グループ、陸面グループ、生態系グループ、海洋グループおよび放射や大気化学グループとの共同研究を進展させる予定である。

4. 2001年12月10日～11日の札幌の豪雪

中山 寛 (札幌管区气象台)・森本 真一 (根室測候所)・工藤 淳 (気象庁数値予報課)

1. はじめに

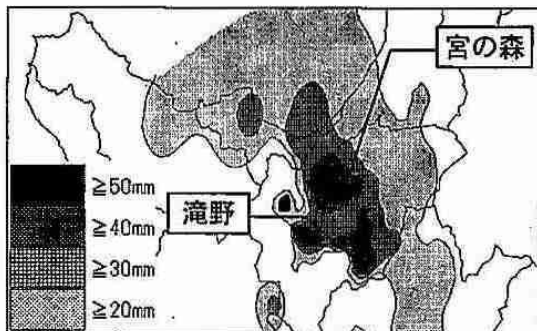
2001年12月10日未明から11日昼過ぎにかけて、帯状雲が石狩平野に流入し、記録的な大雪となった。札幌市の10日の日降雪量は56cmに達し、12月としては統計開始(1953年)以来第1位、年間の日降雪量でも第2位となった。この大雪により、航空機の欠航376便、JRの運休488本、路線バスの遅れ、高速道路の通行止めなど、大きな交通障害が発生した。

そこで、従来あまり使われていなかった資料や最近導入された観測資料を用いて大雪の事例解析を行った。また、非静力学モデルを用いて、帯状雲の状況を再現し、大雪の発生原因を探った。

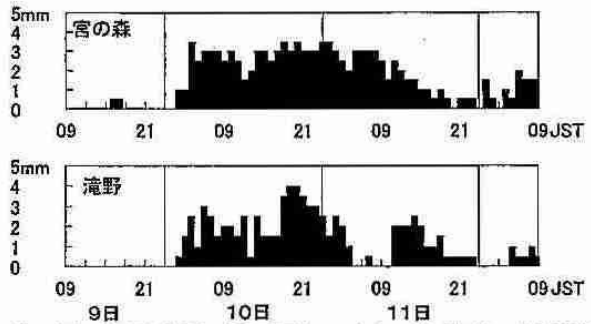
2. 降雪の状況

一般的には、降雪量を見積もるために積雪計の深差が用いられることが多いが、この調査では降雪の状況を把握するために観測密度の高い雨量計のデータを用いた。雨量計は、アメダスに加え、札幌総合情報センター株式会社、北海道、北海道開発局のものを用いた。第1図に10日の日降水量の分布を示す。札幌市中心部で40mm/dayを超える降水(降雪)となっており、宮の森は63mm/dayであった。期間中の雪水比は雨量計と積雪計の比較から平均的には20倍程度となっていた。

第2図に日降雪量が多かった地点の特別な降雪状況を示す。期間中もっとも多い宮の森では10日早朝から11日朝まで3mm/hour前後の雪が持続していた。宮の森の約20km南に位置し、10日の降雪量が52mm/dayと宮の森に次いで多い滝野では10日の03時頃と17時頃、11日の15時頃に3~4mm/hourの降雪のピークが現われている。雪水比を考慮すると、市街地で10cm/hour前後の降雪が断続的に数時間続いたことになる。



第1図 札幌付近の日降水量分布図(10日)



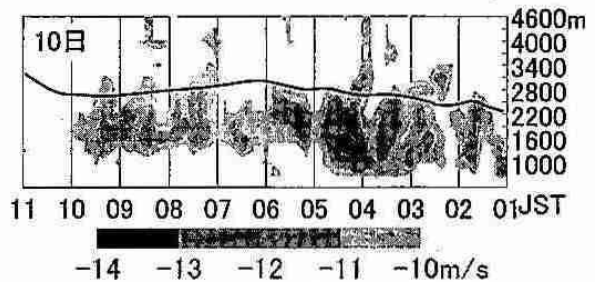
第2図 日降水量(降雪量)が多かった地点の経過図

3. 雪雲と上層トラフの対応

第3図は気象衛星ひまわり(GMS)の赤外輝度温度を图中的北海道西岸域に示した四角領域について東西平均した、南北時間断面図である。輝度温度の低い部分を雲頂温度とみなすと、クラウド・クラスター(CC)の発達指標と出来る。前述の強い降雪の時間帯と一致するように、発達したCCが10日3時頃(CCa)と17時頃(CCc)に札幌付近に流入したことが分かる。また、CCaとCCcは稚内以北から南下して来ており、詳細な解析から、数百kmスケールのトラフが影響していることが分かった。一方、CCbとCCcは留萌付近で発生したものということが分かる。

4. CCb, CCcの発生環境と振る舞い

上層トラフに伴うCCaの通過直後、9日21時頃から10日いっぱい混合層は熱的・力学的に不安定な状態であった。第4図は留萌におけるWPRのV成分の高度時間断面図で、太線は高度補正受信強度から推定した安定層下端高度である。10m/s以上の比較的強い北風成分が安定層の上から周期1時間程度で断続的に下層へ伝わり、混合層内で急速に強まっている。この周期的変化と対応して、留萌付近の収束線上でCCが周期的に発達していた。



第4図 留萌WPRのV成分の高度時間断面図
(太線: 高度補正受信強度から推定した安定層下端高度)

5. 非静力学モデル (NHM) による数値実験

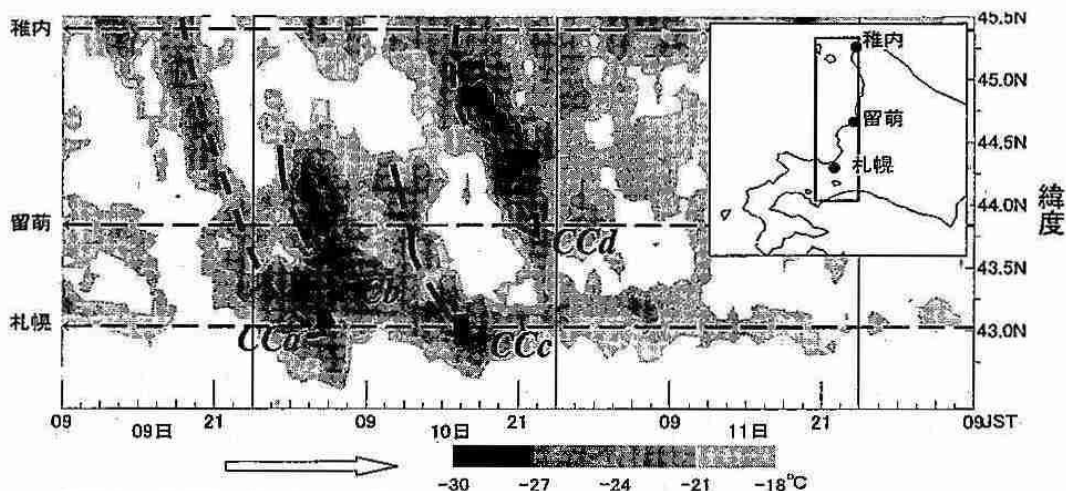
数値実験には、気象庁で開発中の非静力学モデル (NHM) を用いた。現業モデルである RSM からネスティングし、水平格子間隔 5km、雲氷・雪・あられを扱う詳細な雲物理過程を使い、初期値は 12月9日 21時で、18時間後まで計算させた。

第5図は北海道西岸の留萌の北約 100km 四方を拡大した、降水と地上風ベクトル (上段)、その領域を北西から南東に切断した南北風成分の断面図 (中段)、鉛直速度の断面図 (下段) である。西岸には海陸風による収束線に伴う上昇流が準定常的に存在している (下段)。また、高度 2000m 付近から下に垂れ下がる比較的強い北風成分が西

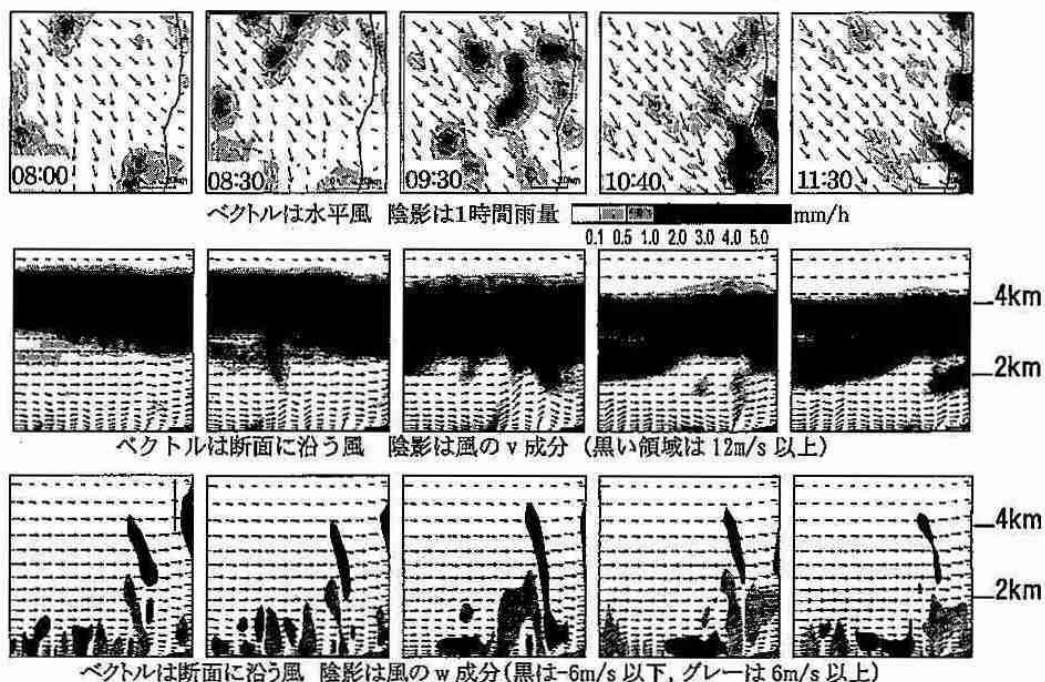
から東へ移動し、西岸の収束線に合流して強まる様子が計算されている (中段)。この位相速度から周期を計算すると約 1 時間となる。これは、WPR で観測された結果とほぼ一致している。

6. まとめ

札幌に豪雪をもたらしたのは、収束線上で発達した CC であった。CC が発達した要因は、波長数百 km のトラフや安定層から混合層内へ周期的に伝わる 10m/s 以上の比較的強い北風成分であることが分かった。また、带状雲と CC、そして周期的北風成分は非静力学モデル (NHM) で詳細に再現することができた。



第3図 北海道西岸収束線付近でのGMS赤外輝度温度の南北時間断面図 (图中右上の北海道西岸の四角領域での東西平均輝度温度)



第5図 NHMが計算した留萌の北約100km四方の降水と地上風ベクトル (上段)、その領域を北西から南東に切断した南北風成分の断面図 (中段)、鉛直速度の断面図 (下段) 初期値 2001.12.09 12UTC